

**Les pases minérales et organiques de la vallée de l'Aveneau,
près de Kuujuaq, Québec subarctique**

**Mineral and Organic Palsas in the Aveneau River Valley, Near
Kuujuaq, Subarctic Québec**

**Die mineralischen und organischen Palsen des Aveneau-Tals in
der Nähe von Kuujuaq, subarktisches Québec**

Albert Pissart et Pierre Gangloff

Volume 38, numéro 3, 1984

URI : <https://id.erudit.org/iderudit/032564ar>

DOI : <https://doi.org/10.7202/032564ar>

[Aller au sommaire du numéro](#)

Éditeur(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (imprimé)

1492-143X (numérique)

[Découvrir la revue](#)

Citer cet article

Pissart, A. & Gangloff, P. (1984). Les pases minérales et organiques de la vallée de l'Aveneau, près de Kuujuaq, Québec subarctique. *Géographie physique et Quaternaire*, 38(3), 217–228. <https://doi.org/10.7202/032564ar>

Résumé de l'article

De très nombreuses pases organiques, ainsi que des pases minérales se développent près de Kuujuaq sur des argiles limoneuses marines holocènes exondées à la suite du relèvement isostatique postglaciaire. L'étude de photos aériennes prises en 1948 et en 1974 et l'examen du terrain établissent que de nos jours des lacs thermokarstiques s'élargissent en même temps que le fond de quelques autres lacs se soulève et émerge, en raison de l'apparition de nouvelle glace de ségrégation. Une coupe dégagée dans une palse minérale soulevant des dépôts sablo-graveleux fluviaux montre que cette palse a subi une fusion partielle qui a été interprétée comme résultant du réchauffement climatique qui s'est produit vers 1800 ap. J.-C. Une palse organique contiguë, extérieurement très semblable, est apparue sous des dépôts sablo-graveleux mis en place par un petit ruisseau descendant du versant de la vallée. Cette sédimentation s'est déroulée de 2340 ans BP à 620 ans BP, date après laquelle la palse organique excavée a grandi. Les pases minérales étudiées laissent, après leur fusion, un rempart annulaire dû à la fois à la descente du matériau sur les pentes de la butte et au basculement des couches qui ont été soulevées lors de la croissance de celle-ci.

LES PALSES MINÉRALES ET ORGANIQUES DE LA VALLÉE DE L'AVENEAU, PRÈS DE KUUJJUAQ, QUÉBEC SUBARCTIQUE

Albert PISSART et Pierre GANGLOFF, respectivement Laboratoire de géomorphologie et de géologie du Quaternaire, Université de Liège, Place du 20-Août, 7, 4000 Liège, Belgique et Centre de recherches écologiques de Montréal, Université de Montréal, c.p. 6128, succursale «A», Montréal, Québec H3C 3J7.

RÉSUMÉ De très nombreuses palse organiques, ainsi que des palse minérales se développent près de Kuujuaq sur des argiles limoneuses marines holocènes exondées à la suite du relèvement isostatique postglaciaire. L'étude de photos aériennes prises en 1948 et en 1974 et l'examen du terrain établissent que de nos jours des lacs thermokarstiques s'élargissent en même temps que le fond de quelques autres lacs se soulève et émerge, en raison de l'apparition de nouvelle glace de ségrégation. Une coupe dégagée dans une palse minérale soulevant des dépôts sablo-graveleux fluviaux montre que cette palse a subi une fusion partielle qui a été interprétée comme résultant du réchauffement climatique qui s'est produit vers 1800 ap. J.-C. Une palse organique contiguë, extérieurement très semblable, est apparue sous des dépôts sablo-graveleux mis en place par un petit ruisseau descendant du versant de la vallée. Cette sédimentation s'est déroulée de 2340 ans BP à 620 ans BP, date après laquelle la palse organique excavée a grandi. Les palse minérales étudiées laissent, après leur fusion, un rempart annulaire dû à la fois à la descente du matériau sur les pentes de la butte et au basculement des couches qui ont été soulevées lors de la croissance de celle-ci.

ABSTRACT *Mineral and organic palsas in the Aveneau River valley, near Kuujuaq, Subarctic Québec.* A high density of organic palsas and mineral palsas were observed in the vicinity of Kuujuaq. They occur on Holocene marine silty clays uplifted by postglacial isostatic rebound. Comparison of air photos taken in 1948 and 1974, and field investigation show both a widening of thermokarstic lakes by lateral fusion of ground ice and the emerging of some lake bottoms by formation of new segregation ice. Stratigraphic evidence from a cross-section dug in a mineral palsa composed of sandy-gravelly deposits indicates that this palsa has partially collapsed due to the melting of ice, probably during the climatic warming towards 1800 A.D. An adjacent organic palsa, almost identical in its shape, developed in sandy-gravelly sediments topped by peat layers. The sedimentation took place from 2340 BP through 620 BP after which the organic palsa began to grow. Thermokarstic degradation of the studied mineral palsas leave an annular ridge due both to slumped material and tilted sediments during growth.

ZUSAMMENFASSUNG *Die mineralischen und organischen Palsen des Aveneau-Tals in der Nähe von Kuujuaq, subarktisches Québec.* Zahlreiche organische Palsen sowie mineralische Palsen entwickeln sich in der Nähe von Kuujuaq auf schlammigem Holozän Meeres-Ton, der durch die postglaziale isostatische Hebung trockengelegt wurde. Das Studium von 1948 und 1974 aufgenommenen Luftaufnahmen und eine Untersuchung des Terrains zeigen beide, daß thermokarstische Seen sich heutzutage verbreitern, und daß gleichzeitig der Grund einiger anderer Seen sich anhebt und auftaucht wegen des Vorkommens neuen Absonderungseises. Ein Querschnitt durch eine mineralische Palse, die aus sandig kiesigen fluvialen Ablagerungen besteht, zeigt, daß diese Palse eine partielle Fusion durchgemacht hat, die mit der klimatischen Erwärmung gegen 1800 u.Z. erklärt wird. Eine angrenzende organische Palse, äußerlich sehr ähnlich, ist unter sandig kiesigen Ablagerungen, herangeführt durch einen kleinen Bach, der den Talabhang herabfließt, aufgetaucht. Diese Ablagerung hat von 2340 v.u.Z. bis 620 v.u.Z. stattgefunden, und danach ist die organische Palse größer geworden. Die untersuchten mineralischen Palsen hinterlassen nach ihrer Fusion einen ringförmigen Wall, bedingt durch das Sinken des Materials an den Neigungen der Hügel und durch die Schrägstellung der Schichten, die beim Wachsen des Hügels hochgehoben werden.

INTRODUCTION

Les palses sont des buttes cryogènes pluriannuelles, limitées par un abrupt net et dues à une accumulation de glace de ségrégation dans le sol. La glace résulte de la seule cryosuccion qui a attiré l'eau vers le front de gel. Si la palse est recouverte de tourbe, il s'agit d'une *palse organique*, si la palse est développée uniquement dans le sol minéral, il s'agit d'une *palse minérale* (PISSART, 1983)¹. Les palses ne dépassent pas 10 m de hauteur.

Si les palses organiques ont fait l'objet de nombreuses publications (PISSART, 1983), les buttes sans tourbe sont, par contre, beaucoup moins bien connues. Elles ont été signalées en Laponie par WRAMMER (1967), puis dans le Québec subarctique sous la dénomination de buttes minérales cryogènes (PAYETTE *et al.*, 1976; LAGAREC, 1976, 1982; PAYETTE et SEGUIN, 1979; SEGUIN et ALLARD, 1984). DIONNE (1978) a proposé le terme «palse minérale» que nous utilisons dans ce travail.

Les palses minérales présentent un grand intérêt: comme nous le montrons ci-dessous, elles laissent après leur fusion une dépression fermée entourée d'un rempart qui ressemble aux traces subsistant après la fusion d'un pingo. Ainsi, les formes décrites par PISSART (1955, 1963), en Belgique et au Pays de Galles comme des vestiges de pingos, sont des restes de palses minérales (PISSART, 1974).

Avant la présente étude, aucune coupe n'a, à notre connaissance, été décrite dans une palse purement minérale². Les conditions climatiques de l'apparition de ces formes restent par ailleurs mal définies. PAYETTE *et al.* (1976) signalent cependant que les palses minérales ont une extension plus septentrionale que les palses organiques.

Le présent travail a pour but de contribuer à la connaissance de ces buttes cryogènes en précisant l'évolution que subissent actuellement des palses organiques près de Kuujuaq et en décrivant des coupes réalisées au travers de palses minérales.

LOCALISATION DE L'ÉTUDE

LES DÉPÔTS ET L'ÉVOLUTION GÉOMORPHOLOGIQUE POSTGLACIAIRE

En 1982 et 1983, nous avons étudié des buttes cryogènes de la vallée de l'Aveneau, près de la baie d'Ungava à une vingtaine de kilomètres à l'est de Kuujuaq (fig. 1). Les formes examinées sont réparties dans un rayon de 3 km autour d'un point situé à 67°48' de longitude ouest et à 58°08' de latitude nord.

De très nombreuses palses existent dans cette région. Leur développement est lié à l'existence de formations limoneuses et argileuses déposées dans la mer d'Iberville au cours du dernier retrait glaciaire. Ces dépôts, riches en co-

quillages marins, ont remblayé partiellement une dépression structurale. Leur épaisseur dépasse 25 m dans l'axe de la vallée (fig. 2). Ils se sont mis en place, au moins partiellement, dans une ria où arrivaient les eaux fluvioglaciaires. À la suite du relèvement isostatique, ils ont été plus tard profondément incisés par l'Aveneau. Cette incision a déclenché une série de glissements de terrains parfois très importants. Le matériel marin remanié a formé, en certains endroits, de longues terrasses de glissement au bord de l'Aveneau (GANGLOFF et PISSART, 1983).

L'érosion verticale de la rivière était rapide au travers des limons et argiles; actuellement, elle est pratiquement arrêtée, la rivière ayant atteint localement le substratum cristallin. La surimposition de la rivière, à partir de cet épais remblaiement, ne lui a, en effet, pas permis de retrouver son cours ancien. Il est en conséquence facile de comprendre pourquoi, de nos jours, la rivière ne coule que localement sur le socle.

Les palses étudiées dans cette région sont liées aux dépôts limoneux et argileux laissés par la mer d'Iberville. La gra-

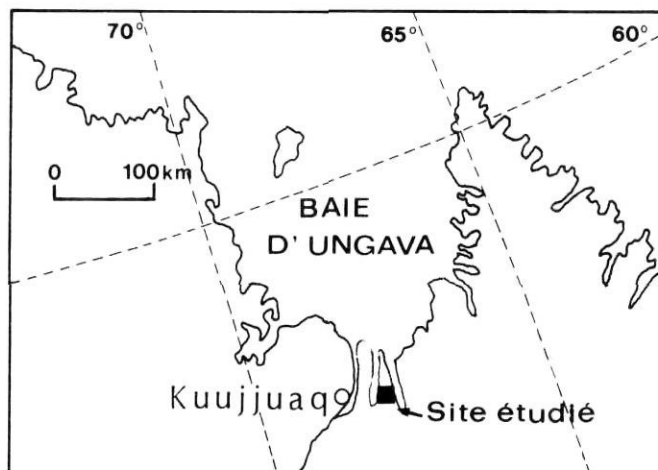


FIGURE 1. Localisation du site étudié.

Location map of the studied area.

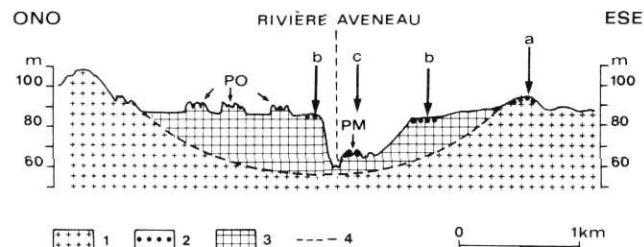


FIGURE 2. Profil transversal au travers de la vallée de l'Aveneau montrant les dépôts de la mer d'Iberville et la localisation des palses étudiées. 1) socle cristallin; 2) dépôts graveleux; a) d'esker remanié par la mer d'Iberville; b) fluvioglaciaire à la fin du remblaiement; c) de terrasse de l'Aveneau; 3) dépôts argileux de la mer d'Iberville; 4) limite hypothétique. PO = palse organique; PM = palse minérale.

Cross-section of the Aveneau River valley showing the Iberville Sea deposits and location of the studied palsas. 1) Crystalline bedrock; 2) gravelly deposits; a) of an esker reworked by the Iberville Sea; b) of fluvioglacial origin on top of the marine sediments; c) of an Aveneau River terrace; 3) clay deposits of the Iberville Sea; 4) hypothetical limit. PO = organic palsa; PM = mineral palsa.

1. Nous renvoyons le lecteur à cette synthèse récente sur les palses pour réduire les rappels aux publications antérieures.

2. Une coupe décrite par PAYETTE et SEGUIN (1978) se rapporte à une butte minérale cryogène recouverte d'une faible épaisseur de tourbe.

nulométrie de ces dépôts varie quelque peu, mais toutes les courbes obtenues se disposent dans la zone hachurée sur la figure 3.

Des analyses des argiles réalisées dans six échantillons prélevés au sein de cette série limono-argileuse ont été effectuées par le professeur J. Thorez, du Laboratoire de minéralogie de l'Université de Liège. Des examens diffractométriques de la phase argileuse inférieure à $2\ \mu\text{m}$, J. Thorez présente le commentaire suivant: «L'illite est le minéral cardinal dont la fréquence relative sur base de 10 unités (après introduction d'un facteur correctif) est comprise entre 7,7 et 8,8. Les autres minéraux argileux présents sont: la chlorite ferrière généralement fraîche (fréquence 0,8 à 1), un interstratifié plus ou moins régulier (10 à 14 C) à feuillets illitiques et interfoliaires chloritiques (fréquence 0,3 à 0,7), un édifice constitué d'une structure silicatée 2: 1 dont les interfoliaires sont probablement occupés par de l'alumine hydratée (fréquence 0,3 à 0,1) et enfin un interstratifié irrégulier (10-14 Sm) dans 2 échantillons seulement (fréquence 0,3 et 0,1). L'indice d'aigu de l'illite varie entre 4 et 7 ce qui atteste un caractère général d'illite, variété à pic large. Le comportement en $\text{Al/Fe} + \text{Mg}$ dans la couche octaédrique des illites par la méthode Esquevin (1969) fait apparaître que le rapport d'intensité des réflexions montre un caractère de mélange en composition solide de muscovite et de biotite (valeur comprise entre 0,08 et 0,18). Tous les échantillons étudiés contiennent du quartz et des feldspaths (plagioclase et orthose) dans la fraction inférieure à $2\ \mu\text{m}$. Ces matériaux proviennent essentiellement de la désagrégation mécanique du substrat et montrent fort peu de traces d'altération.»

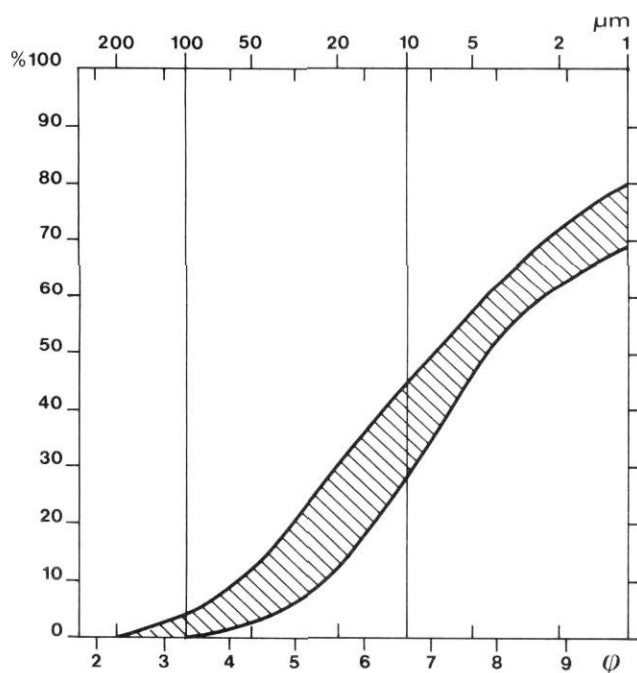


FIGURE 3. Les courbes granulométriques des dépôts argilo-limoneux de la mer d'Iberville, sur lesquels sont apparues les paises de la région étudiée, sont toutes comprises dans la zone hachurée.

Grain-size distribution curves of the clayey-silt deposit of the Iberville Sea, in which the studied paises were formed (hachured area).

L'ÉVOLUTION DES PALSES ORGANIQUES AU COURS DES 35 DERNIÈRES ANNÉES

Sur les plateaux, de part et d'autre de l'entaille holocène de la rivière Aveneau, les paises organiques, c'est-à-dire recouvertes d'une épaisseur variable de tourbe, sont extrêmement nombreuses. Les formes les plus élevées atteignent 8 m de hauteur (fig. 4). Elles forment des champs de buttes étendus dont l'aspect pourrait résulter de la fusion locale d'un plateau palsique. Quelquefois, au sommet des buttes, la tourbe est tout à fait absente sur quelques mètres carrés. Cet aspect, déjà décrit précédemment (ÅHMAN, 1977), résulte de l'érosion par le vent de la couverture tourbeuse.

Nous avons présenté (GANGLOFF et PISSART, 1983) une coupe réalisée en bordure d'un étang thermokarstique développé au milieu d'un de ces champs de paises. Des traces de glissements de terrain montraient que cette dépression était en train de s'agrandir latéralement. Depuis ce travail, nous nous sommes efforcés de mieux connaître l'évolution actuelle de ces champs de paises en comparant les faits observés sur le terrain en 1983 avec les photos aériennes prises en 1948 (n° A 11444-98) et en 1974 (n° A 23762-46). Cette comparaison montre une double évolution des formes, à savoir d'une part, des phénomènes locaux de fusion et, d'autre part, des soulèvements locaux dus à la formation de nouvelles masses de glace.

En 35 ans (1948-1983), nulle part la disparition complète d'une paise n'a été observée. Les fusions reconnues étaient toujours localisées en bordure de lacs thermokarstiques (fig. 5 A) et se sont produites, soit par réchauffement en bordure du lac, aidé quelquefois en bordure des plus grands lacs de l'érosion par les vagues des matériaux sableux (dépôts laissés par la rivière lors du retrait marin). Ce recul est très net sur les promontoires qui s'avancent dans les lacs. L'évolution est aussi fort apparente lorsqu'une bande de terre séparant deux lacs a complètement disparu. Sur le terrain, l'évolution est évidente lorsque, par suite de la descente du sol, les têtes



FIGURE 4. Bordure d'un champ de paises organiques. La photo est prise du sommet d'une paise de 8 m de hauteur. Une forme en fusion est visible à l'avant-plan.

Edge of an organic palsa field; photo was taken from the top of a 8 m high palsa. Foreground, a melted palsa can be seen.

d'arbres morts mais toujours debouts, émergent du lac en train de s'agrandir (fig. 6).

Mais les modifications les plus apparentes sur les photos aériennes se manifestent par l'émergence dans le fond de lacs bien développés en 1948 de bandes de terre plus ou moins continues (fig. 5 B et 7). Elles apparaissent à la suite du soulèvement du fond du lac. L'apparition de fissures béantes, fissures dues incontestablement à un gonflement du sol, ne laisse aucun doute à ce sujet. Le soulèvement maximal qui a été observé de la sorte atteint 1,70 m de hauteur. Généralement, toutefois, le soulèvement est moindre et inférieur à 1 m.

Le tracé particulier, généralement en bandes de terre plus ou moins circulaires, des parties qui émergent résulte de l'existence, sous les eaux des lacs, de rides qui correspondent

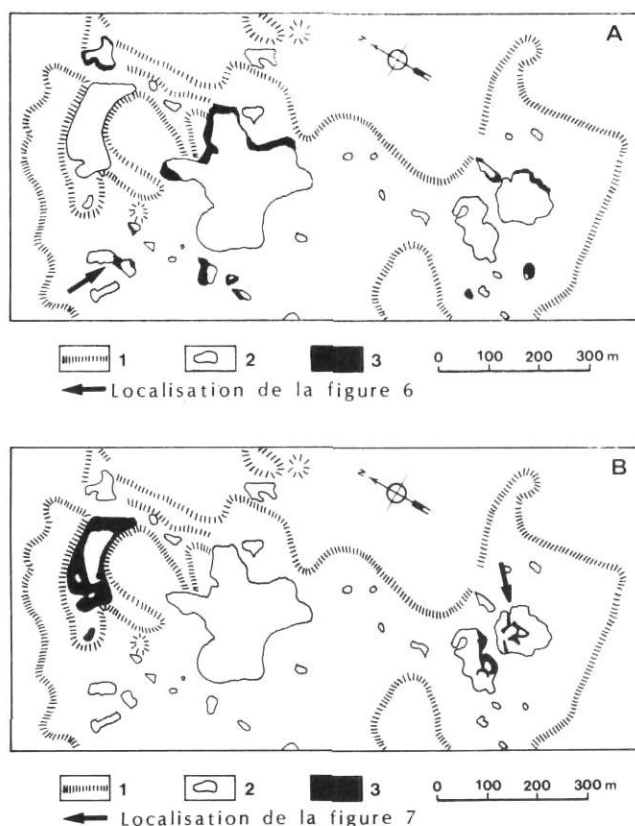


FIGURE 5. Évolution, en 26 ans, d'un champ de paises organiques 1,5 km à l'ONO du site où se trouvent les paises minérales étudiées près de la rivière Aveneau. Schéma réalisé en comparant les photos aériennes de 1948 à 1974, complété par des observations de terrain. A. Aggrandissement des lacs par processus thermokarstique: 1) limite du champ de paises; 2) étangs et lacs; 3) élargissement de lacs et d'étangs de 1948 à 1974. B. Soulèvement de fonds de lacs à la suite de l'apparition de glace de ségrégation: 1) limite du champ de paises; 2) étangs et lacs; 3) parties sous eau en 1948 et émergées en 1974.

The development of an organic palsa field at 1.5 km WNW of the studied Aveneau location over a twenty-six year period. Sketch made from air photos taken in 1948 and 1974, and field investigations. A. Enlargement of lakes by thermokarstic processes: 1) limit of palsa field; 2) ponds and lakes; 3) Pond and lake expansion from 1948 to 1974. B. Lake bottoms are rising due to the formation of new segregation ice: 1) Limits of the palsa field; 2) ponds and lakes; 3) submerged parts in 1948 which were emerged in 1974.

à la limite des paises qui existaient précédemment en cet endroit (fig. 7 et 8). Nous en reparlerons plus loin.

Le refroidissement de la température moyenne annuelle enregistré à Kuujuaq et qui atteint près de 2°C de 1953 à 1973 (GRAY *et al.*, 1979), explique sans doute cette reprise par le gel du fond de certains lacs. L'élargissement des dépressions thermokarstiques inondées peut par contre se produire sans élévation de la température moyenne. L'apparition de la nappe d'eau produit, en effet, un réchauffement sous



FIGURE 6. Réunion de deux lacs thermokarstiques distincts sur la photo aérienne datant de 1948. Les deux lacs viennent de se réunir et les arbustes dont les pieds sont tombés dans l'eau par suite de l'affaissement sont toujours debout au contact des deux lacs. Voir la localisation sur la fig. 5A.

Coalescent thermokarstic lakes which were separated on the 1948 air photo. Merging is quite recent since the shrubs are still standing although their feet are submerged following sinking (location on fig. 5A).



FIGURE 7. Fond de lac thermokarstique complètement sous eau sur les photos de 1948 et émergeant en 1983. Les parties en cours d'émergence apparaissent très souvent comme des bourrelets plus ou moins circulaires. Cette morphologie résulte probablement de l'existence sous le niveau de l'eau de remparts correspondant à la bordure de paises aujourd'hui disparues. Voir la localisation sur la figure 5B.

Thermokarstic lake bottom totally submerged on 1948 air photo and emerging in 1983. The emerging parts appear as more or less circular ridges. This particular morphology is probably the result of existing submerged walls corresponding to the edge of melted paises (location on fig. 5B).



FIGURE 8. Rempart d'une ancienne palse minérale au fond d'une cuvette thermokarstique.

Ridge of a former mineral palsa at the bottom of a thermokarstic lake.

les lacs et en bordure de ceux-ci ou des étangs thermokarstiques.

LES PALSES MINÉRALES

À côté des paises organiques dont nous venons de parler existent dans la même région des paises minérales, c'est-à-dire des buttes cryogènes apparues en l'absence de toute couverture tourbeuse. Les formes les plus évidentes de ce type ont grandi dans une île de la rivière Aveneau (fig. 9). Trois buttes plus ou moins circulaires dont la plus grande a 40 m de diamètre et une hauteur de plus de 6 m ont soulevé les sables et graviers fluviaux qui s'y étaient précédemment déposés. Elles voisinent avec des dépressions fermées entourées d'un rempart qui résultent sans aucun doute de la fusion d'anciennes buttes (fig. 9).

Quelque 350 m en amont de cette île, des paises tout à fait identiques ont été reconnues (fig. 9 et 10). Également recouvertes de dépôts fluviaux (sables et graviers), elles

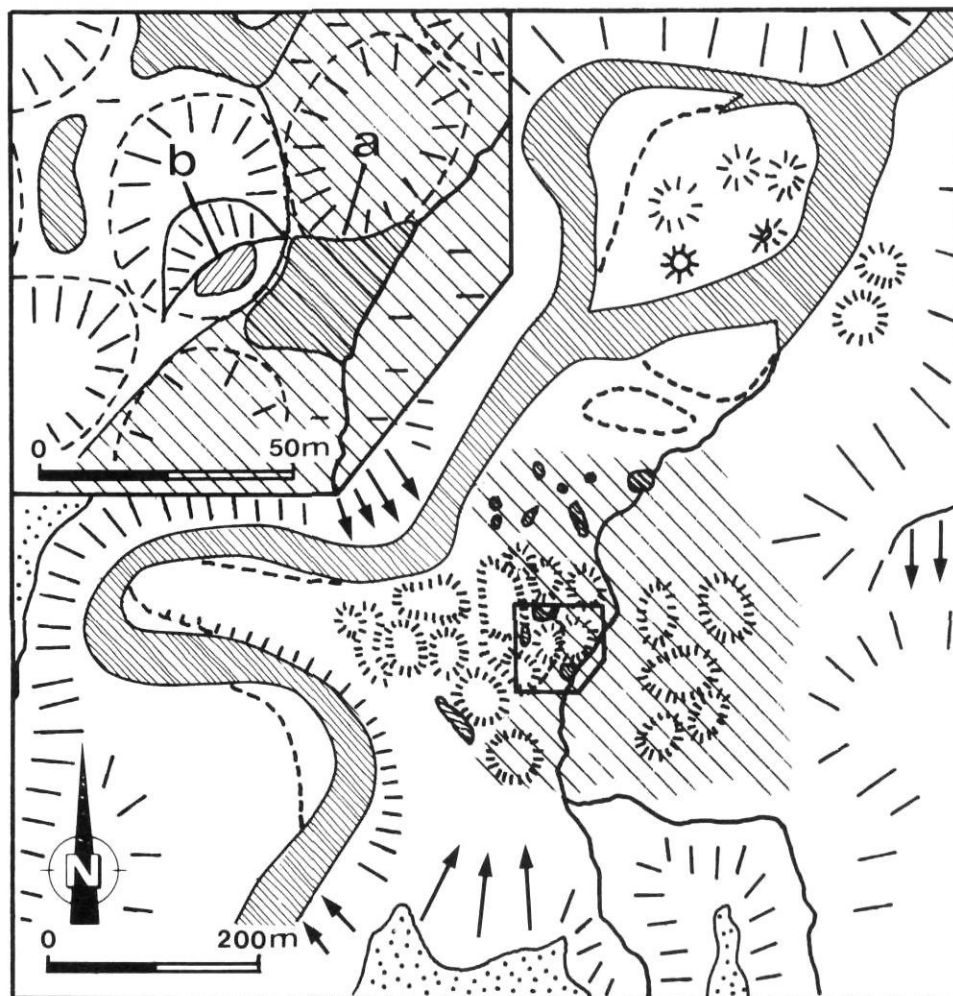


FIGURE 9. Localisation des paises excavées dans la vallée de l'Aveneau. La localisation des coupes est donnée sur le carré agrandi en haut à gauche. La lettre b correspond à la coupe donnée sur la figure 10; la lettre a, à la coupe de la figure 12.

Légende: 1) palse minérale; 2) palse minérale en fusion; dépression entourée d'un rempart; 3) palse organique; 4) tourbe en surface; 5) sables et graviers mis en place à la fin du remblaiement par la mer d'Iberville; 6) rivière et étang; 7) ruisseau; 8) glissement de terrain; 9) limite du lit majeur de la rivière Aveneau.

Location of excavated paises in the Aveneau River valley. Cross-sections appear in the upperleft corner. Letter a relates to cross-section given in Figure 10; letter b to cross-section in Figure 12. 1) Mineral palsa; 2) melting mineral palsa: depression surrounded by a ridge; 3) organic palsa; 4) surface peat; 5) sand and gravel deposited at the end of accumulation of Iberville Sea clays; 6) river and pond; 7) stream; 8) landslide; 9) limit of the Aveneau River flood plain.



FIGURE 10. Champ de palses étudié près de la rivière Aveneau. Vue du sud vers le nord. À l'avant-plan, les buttes claires sont des palses minérales couvertes de sables et de cailloux. Derrière se trouvent les palses organiques. La coupe de la figure 5 a été réalisée dans la palse inscrite b. Celle de la figure 6 dans la palse où se trouve la lettre a.

Studied palsa field near the Aveneau River. Foreground, light mounds are sand and pebble covered mineral palsas. Note organic palsas in the background. Figure 5 cross-section was made in the «b» palsa. Figure 6 cross-section was made in the «a» palsa.

sont associées à des buttes très semblables, mais recouvertes de tourbe. Des dépressions thermokarstiques et des traces de fusion récentes ne laissent subsister aucun doute quant à l'existence de masses de glace en profondeur. Il s'agit de buttes cryogènes incontestables.

La densité au kilomètre carré des buttes cryogènes étudiées, leur répartition quasi continue sur les formations argileuses, leur localisation indépendante de tout lac ou de toute pente dans une région de pergélisol discontinu (BROWN, 1979) ne permettent pas de supposer qu'il pourrait s'agir de pingos. Nous nous trouvons devant des palses typiques. C'est d'ailleurs la même interprétation qui a été donnée par SEGUIN et ALLARD (1984) pour les formes semblables qu'ils ont étudiées à une latitude équivalente (56°) à l'est de la mer d'Hudson.

Des excavations ont été faites pour comparer la structure interne de deux buttes voisines, l'une ne possédant aucune couverture tourbeuse (fig. 11) et la seconde étant recouverte de tourbe (fig. 13). La localisation de ces deux buttes est donnée sur la figure 9. Elles montrent, l'une comme l'autre, à l'emplacement où les coupes ont été dégagées, des traces de fusion actuelle par suite du développement d'un petit étang. Cette évolution est ancienne puisqu'elle était déjà commencée, du moins pour la première butte, sur les photos datant de 1948; la fusion s'est accentuée de 1948 à 1974. Pour la seconde butte, dont la fusion est beaucoup moins importante, aucune trace n'en est visible sur les photos examinées.

Qu'elles appartiennent aux palses minérales ou aux palses organiques, les buttes de ce secteur culminent à une altitude très régulière d'environ 7 m au-dessus du plan d'eau de la rivière Aveneau à la sortie du méandre le plus proche. Les dépressions thermokarstiques développées entre les buttes ont leur fond à 4,60 m environ sous les sommets. Ces données signifient qu'il y a sous les buttes au moins 4,60 m de glace

dans le sol et que, en relation avec cette valeur, le sommet de la terrasse où ces formes sont apparues était tout au plus de 2,40 m au-dessus de la rivière.

LES DONNÉES STRATIGRAPHIQUES

UNE TRANCHÉE DANS UNE PALSE MINÉRALE

Comme nous l'avons indiqué, la première forme excavée était incontestablement en fusion. Elle se présentait en effet, en plan, sous forme d'un croissant (fig. 9), avec une mare de 55 cm de profondeur au maximum dans la partie où la butte a disparu. Une ride de 80 cm de hauteur au-dessus du niveau de l'eau sépare cette mare d'un étang voisin par lequel transitent les eaux d'un petit ruisseau.

Le versant de cette butte en fusion est extrêmement raide. Il présente à la partie inférieure une inclinaison qui atteint 36°. Toute la surface est couverte de sable, de cailloux et de très nombreux gros blocs roulés.

La coupe excavée à grand peine est présentée sur la figure 11. Elle a permis les observations suivantes:

1. Les matériaux

A. Le dépôt superficiel est constitué d'un cailloutis emballé dans du sable dont les plus gros blocs atteignent 70 cm de longueur. L'épaisseur de cette formation atteint 1,50 m au sommet de la butte. Il s'agit d'un dépôt fluvial abandonné par la rivière Aveneau au cours de son encaissement.

B. Ce dépôt surmonte une argile limoneuse de couleur gris-bleu foncé englobant des coquillages marins dont les deux valves sont toujours accolées. Il s'agit des sédiments non remaniés de la mer d'Iberville. Quelques rares cailloux glaciels existent épars dans la masse argileuse. Cette argile est de plus en plus lourde en profondeur. Les courbes granulométriques de deux échantillons prélevés à proximité de la masse épaisse de glace observée au fond de l'excavation se disposent sur la figure 3 à la bordure droite de la zone hachurée. Une couche légèrement plus claire a été suivie à la partie supérieure de l'argile. Elle est dessinée en pointillé sur la figure 11. Plus bas, des couches un peu plus sombres ont également été reconnues.

2. Le sol gelé

La limite supérieure du sol gelé dessinait le 24 juillet 1983 une ondulation marquée, due sans doute au réchauffement déterminé par la mare voisine. Au sein du sol gelé, la densité des lentilles de glace a permis de distinguer trois zones superposées dans la partie centrale de la coupe.

A. À la partie supérieure, une zone avec des veines de glace de 1 à 2 mm d'épaisseur. Il s'agit sans doute de la couche active.

B. Une zone de plus de 50 cm d'épaisseur avec des lentilles de glace espacées qui atteignent au maximum 9 cm d'épaisseur. La partie supérieure de cette zone correspond certainement au sommet du pergélisol.

C. Une grosse lentille de glace de 35 cm de développement vertical. Cette glace est constituée de cristaux de

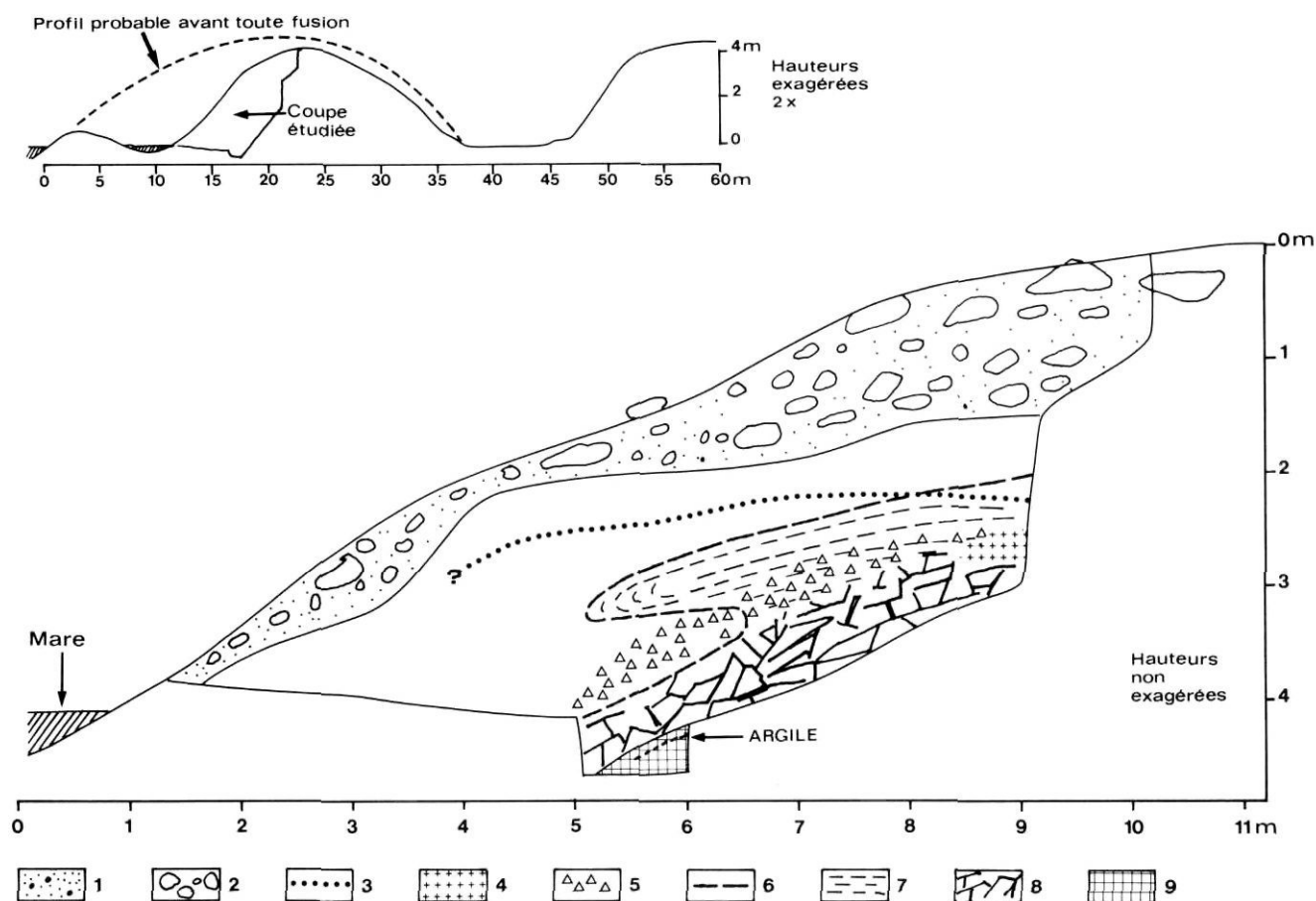


FIGURE 11. Coupe au travers d'une palse minérale en fusion, localisée par la lettre b sur la figure 9 et la figure 10. En haut, coupe topographique montrant la disposition de la section étudiée. Légende; 1) sable; 2) graviers et blocs; 3) horizon un peu plus clair dans les argiles de la mer d'Iberville; 4) couches plus sombres non perturbées au sein des argiles; 5) débris anguleux dans ces couches sombres; 6) limite supérieure du sol gelé le 24.7.83; 7) fines lentilles de glace de ségrégation; 8) épaisses lentilles de glace de ségrégation; 9) masse de glace pure, épaisse de 30 cm au moins et contenant un lit de limon argileux inscrit en pointillé.

Cross-section of a melting mineral palsa, located on Figures 9 and 10 at the «b» mark. Top, topographic section showing the arrangement of the detailed section shown at bottom. 1) sand; 2) gravel and boulders; 3) lighter layer of the Iberville Sea clays; 4) undisturbed darker layers in clays; 5) angular debris in the dark layers; 6) upper limit of frozen ground on 7.24.83; 7) fine segregated ice lens; 8) thick segregated ice lens; 9) pure ice mass 30 cm thick and containing a clayey silt layer (stippled line).

plusieurs centimètres de longueur (fig. 12). Au sein de cette glace existent de rares lentilles argileuses plus ou moins horizontales, discontinues et de quelques millimètres d'épaisseur.

3. La structure du matériau

Le matériau argileux est fortement structuré, c'est-à-dire qu'il est constitué de polyèdres distincts. Cette structuration résulte de l'apparition puis de la fusion de lentilles de glace de ségrégation au sein du matériau. La taille des polyèdres s'accroît avec la profondeur. Elle se présente sous la forme d'une structure feuilletée de 4 à 5 mm d'épaisseur à la partie supérieure de l'argile et passe à des éléments de 1 à 2 cm de diamètre, 50 cm plus bas. La taille des polyèdres atteint 5 à 10 cm au sein du pergélisol dans la zone B mentionnée ci-dessus, zone où les lentilles de glace atteignent près de 9 cm d'épaisseur.

Comme nous l'avons mentionné plus haut, trois couches noirâtres ont été reconnues dans la partie supérieure du per-

gélisol, au centre de la butte seulement. Traversées par les veines de glace, ces couches sont en place. Vers l'extérieur de la butte, des fragments de cette couche complètement perturbée sont dispersés dans une zone qui atteint 50 cm au-dessus du pergélisol. On distingue une très grosse structure avec parfois des vides béants de plusieurs millimètres au sein de celle-ci. Sans aucun doute, cette structure résulte de la fusion de la partie supérieure du pergélisol.

4. Interprétation

La coupe a montré qu'au sein de la butte, au-dessus du niveau de la mare, il n'y a pas plus d'une épaisseur de 70 cm de glace. Comme l'épaisseur totale de la glace démontrée par la dénivellation apparue après la fusion est comprise entre 4,60 m et 5 m, il reste donc environ 4 m d'épaisseur de glace au-dessous de ce niveau. En admettant arbitrairement 50% de matières minérales et 50% de glace, le noyau gelé

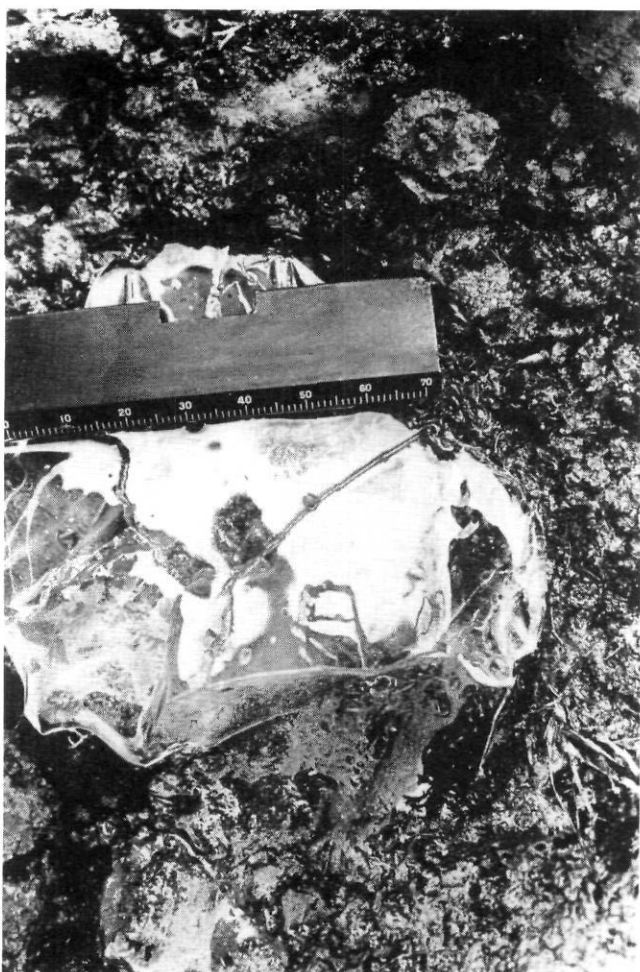


FIGURE 12. Fusion au contact de cristaux de glace prélevés dans la palse minérale dont la coupe est décrite sur la figure 11. La règle a 70 mm de longueur.

Melting ice crystals taken in the mineral palsa described in Figure 11. Rule is 70 mm in length.

descendrait à 8 m sous le niveau de l'étang voisin et à 12 m sous le sommet de la butte. Cette valeur paraît bien en accord avec les données fournies par EVSEEV (1973) pour des paises organiques, qui précise que sous des buttes de 2 à 4 m de hauteur le sol gelé atteint 10 à 12 m de profondeur.

Les lentilles de glace qui atteignent jusqu'à 9 cm d'épaisseur sont incontestablement des lentilles de glace de ségrégation. Il ne s'agit pas d'un simple réseau de glace réticulée due à la succion de l'eau dans le matériel voisin, comme le définit MACKAY (1974), car la quantité de glace est trop grande. Si la couche de glace de 30 cm d'épaisseur reconnue au fond de l'excavation (fig. 11) a bien la même origine, ce qui nous paraît très probable, les grands cristaux observés (fig. 12) doivent résulter d'une modification ultérieure des cristaux originaux.

La grosse structure polyédrique bien apparente dans la couche noirâtre témoigne de la fusion du sommet du pergélisol. Nous pensons que des couches de glace aussi épaisses ne

peuvent apparaître, dans un matériau si peu perméable, en un seul hiver, et donc que cette structure est apparue dans le pergélisol.

Le niveau atteint par la surface du pergélisol n'est pas décelable, car cette grosse structure a seulement été aperçue par le remaniement des grosses couches noirâtres. La limite supérieure de cette structure telle qu'elle est inscrite sur la figure 11 est seulement la limite supérieure des débris des couches sombres reconnues.

Il est surprenant que cette fusion ait déterminé un tel bouleversement des couches déjà déposées, alors qu'une couche plus claire supérieure n'a pratiquement pas été perturbée. Cette observation ne peut guère s'expliquer que par détachement et basculement, morceaux par morceaux des blocs libérés par la fusion, suivi d'un affaissement généralisé de la surface supérieure.

UNE TRANCHÉE

DANS UNE PALSE ORGANIQUE (fig. 13)

La butte cryogène contiguë, d'une hauteur semblable à la précédente, est recouverte de tourbe. Ici encore, des traces évidentes de fusion et d'effondrement apparaissent du côté du petit étang situé au SE (fig. 9). C'est ainsi que s'expliquent les fissures béantes visibles sur le profil de la figure 13: elles résultent d'un basculement partiel de la partie extérieure de la butte.

Les formations argileuses et limoneuses de la formation d'Iberville ont seulement été atteintes sur 2 m de longueur entre 4 et 6 m. Des lentilles de glace de 1 cm d'épaisseur y ont été observées. Il est évident que la glace responsable de la butte est apparue en profondeur dans ce matériel limoneux et argileux.

Directement sur ces argiles et limons, repose un cailloutis très grossier: les dépôts fluviaux de l'Aveneau. Les formations stratifiées supérieures visibles ici n'ont pas été trouvées dans la palse minérale (fig. 11). Il s'agit de lentilles entrecroisées de petits graviers, de sables et de couches tourbeuses. Ces sédiments ont été déposés par le petit cours d'eau qui, actuellement, passe au pied des buttes étudiées. Des glissements sur les buttes voisines et des déplacements par radeaux de glace ont, en outre, amené localement des blocs dont la taille dépasse la compétence du ruisseau.

Des débris de bois prélevés à la base de ce dépôt (voir la localisation sur la figure 13) ont été datés au ^{14}C au Laboratoire de chimie nucléaire de l'Université de Louvain-la-Neuve. Ils ont donné le résultat suivant: Lv.1403: 2340 ± 150 BP, ce qui correspond selon KLEIN *et al.* (1982) à un âge compris entre 790 et 150 av. J.-C. (à 95% de confiance).

Une couche de tourbe formée exclusivement de roseaux s'étend sur la plus grande partie de la butte, presque à la surface. Elle témoigne de la fin du colmatage de la dépression.

Cette couche de tourbe prélevée à l'emplacement de la figure 14 a donné un âge ^{14}C exprimé comme suit: Lv.1396: 620 ± 70 BP. Soit, à 95% de confiance, entre 1265 et 1405 ap. J.-C. selon les tables publiées par KLEIN *et al.* (1982).

Seule une mince couche de sable (probablement éolienne) et une couche de tourbe superficielle, d'épaisseur variable, ont été déposées après le soulèvement de la surface.

La couche de tourbe superficielle, étudiée à l'emplacement de la figure 14, a donné un âge ^{14}C : Lv.1398: 250 ± 60 BP, soit, à 95% de confiance, entre 1495 et 1800 ap. J.-C. selon KLEIN *et al.* (1982).

La profondeur à laquelle se situe le sol gelé est directement contrôlée par l'épaisseur de la tourbe superficielle. Très peu de glace existe dans les formations sableuses et tourbeuses. Localement, quelques veines de glace verticales millimétriques ont été reconnues (fig. 13). Elles résultent de la descente

d'eau superficielle dans des fissures nées soit par rétraction thermique (type fente de gel), soit à la suite de la fracturation de la couche gelée au cours de son soulèvement.

LE CONTACT ENTRE LES DEUX BUTTES

Afin d'établir les relations existant entre les deux buttes excavées, une fouille a été entreprise dans la dépression qui sépare la palse organique de la palse minérale (fig. 14). Cette fouille a montré la descente du cailloutis de la palse minérale sur les couches de tourbe de la palse organique. La tourbe à roseaux qui est continue sur toute la butte organique est apparue dans une dépression marécageuse avant tout soulèvement. Sa présence au contact des deux buttes, à plusieurs

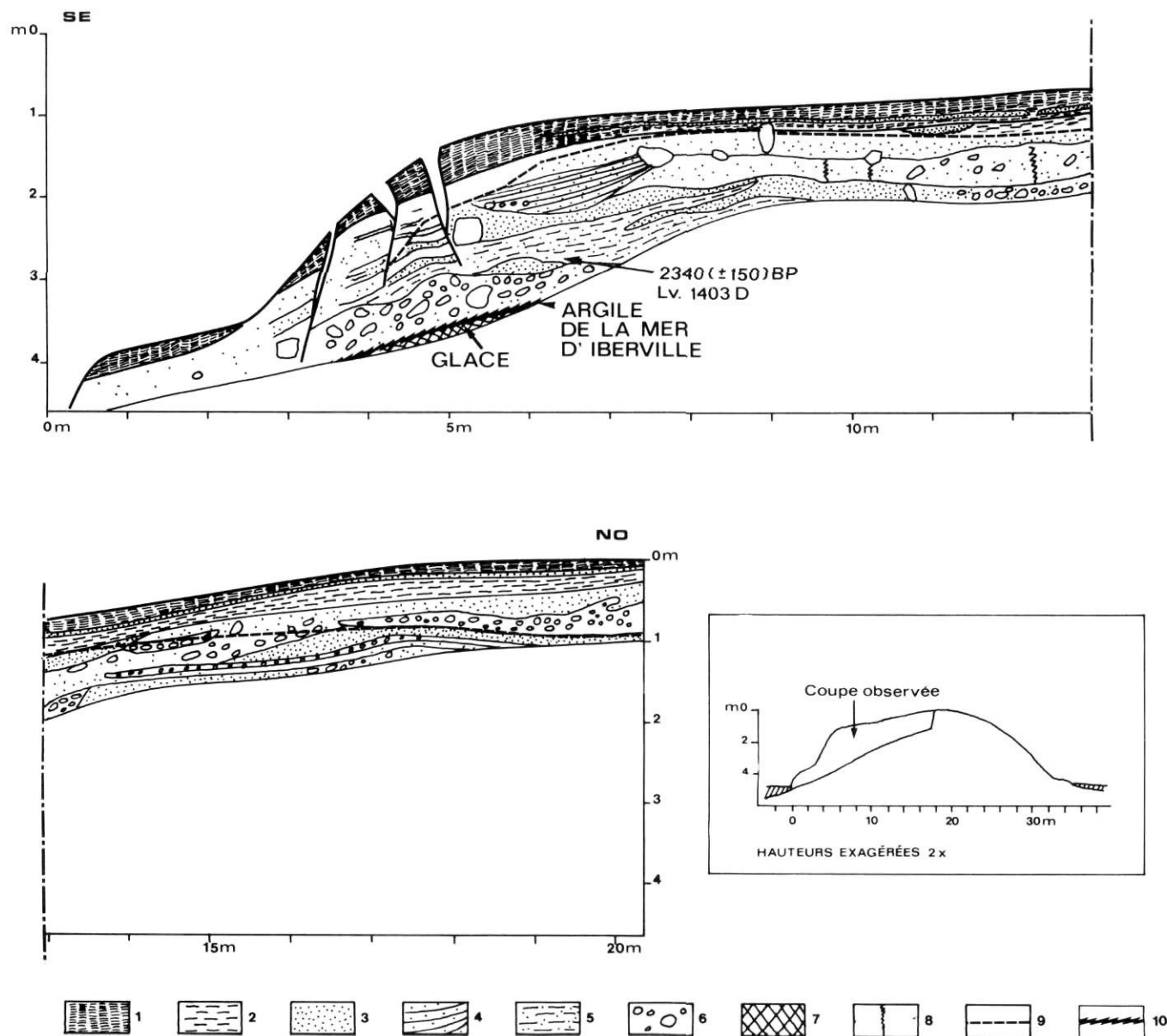


FIGURE 13. Coupe au travers d'une palse organique localisée par la lettre a sur les figures 9 et 10. Légende: 1) tourbe; 2) tourbe à roseaux; 3) sable; 4) sable limoneux; 5) sable avec débris végétaux; 6) cailloux; 7) glace; 8) veine de glace verticale; 9) limite supérieure du sol gelé le 29.7.83; 10) argile déposée par la mer d'Iberville.

Cross-section of an organic palsa located at the «a» mark on Figures 9 and 10. 1) peat; 2) reed peat; 3) sand; 4) silty sand; 5) sand and vegetal debris; 6) pebbles; 7) ice; 8) vertical ice vein; 9) upper limit of frozen soil on 7.29.83; 10) Iberville Sea clay.

mètres au-dessus du niveau de l'étang voisin, atteste que le soulèvement de la palse tourbeuse s'est accompagné du soulèvement de la bordure de la palse minérale.

LES IMPLICATIONS GÉOMORPHOLOGIQUES

L'ÉVOLUTION DU SITE

Après le retrait glaciaire qui s'est opéré en cet endroit il y a environ 7500 ans (HILLAIRE-MARCEL et OCCHIETTI, 1980), la mer d'Iberville a recouvert toute la région. Elle a déposé des argiles dont l'âge moyen obtenu par une datation de coquillages épars ramassés dans les alluvions actuelles de l'Aveneau est de 6720 ± 100 ans BP (datation MBN 198 du Centre d'étude de l'énergie nucléaire de Mol — voir GEWELT, 1984). Ces dépôts argileux marins, suivis de sédiments glaciels puis fluviatiles (paléo-Aveneau), ont colmaté sur plus de 25 m d'épaisseur une dépression structurale du socle retouchée par les actions glaciaires.

Vers 2340 ± 150 BP, soit en quelque 4500 ans, l'Aveneau a entièrement disséqué les 25 m de remblaiement. Son encaissement est bloqué par des seuils rocheux à poli-glaciaire du socle. À l'amont de ces seuils, l'Aveneau construit, sur les argiles marines, des terrasses fluviatiles. Celle du site étudié ici se compose de sables, cailloutis et blocs glaciels. En surface, un bras fluviatile, drainé par un ruisseau, commence à se colmater, d'où le dépôt, à l'emplacement de la future palse organique, de sables et graviers à débris végétaux.

Vers 620 ± 70 BP, le ruisseau a définitivement abandonné cette portion de chenal. La sédimentation organique a pris

le relais des dépôts minéraux. La tourbe d'un fen recouvre les sédiments de lit majeur.

À ce moment, rien ne prouve que la terrasse ait subi des déformations périglaciaires; elle se situe à 2,40 m au-dessus des eaux actuelles de l'Aveneau.

L'action périglaciaire sera vigoureuse. Elle forme un champ de palses affectant aussi bien les surfaces caillouteuses que les zones recouvertes de tourbe.

Les palses, qu'elles soient minérales (terrasse fluviatile) ou organiques (chenal colmaté par la tourbe) sont soulevées à la même hauteur: environ 7 m au-dessus du niveau actuel de la rivière, pour former des buttes cryogènes d'environ 4,50 m de haut.

La tourbe, dans ce cas précis, n'a donc pas joué de rôle déterminant, ni dans l'apparition ni dans le volume des palses. Ce volume dépend plutôt de la présence d'argile marine sous les alluvions fluviatiles, plus exactement de leur eau phréatique et de leur comportement face aux processus de cryosuction. L'argile étant homogène, les buttes sont identiques.

Entre la palse minérale et la palse organique, la tourbe s'épaissit jusque vers 250 ± 60 BP.

Après 250 ± 60 BP, le matériel du flanc de la butte minérale recouvre cette tourbe interpalses. La butte minérale se déplace, sans doute par poussée latérale liée à son gonflement, puis par mouvements de masses annonçant sa dégradation thermokarstique. Une cuvette, occupée par une mare, se forme sur le flanc de la palse. Le matériau, basculé lors de la croissance de la palse et recouvert de débris, glisse, dépourvu

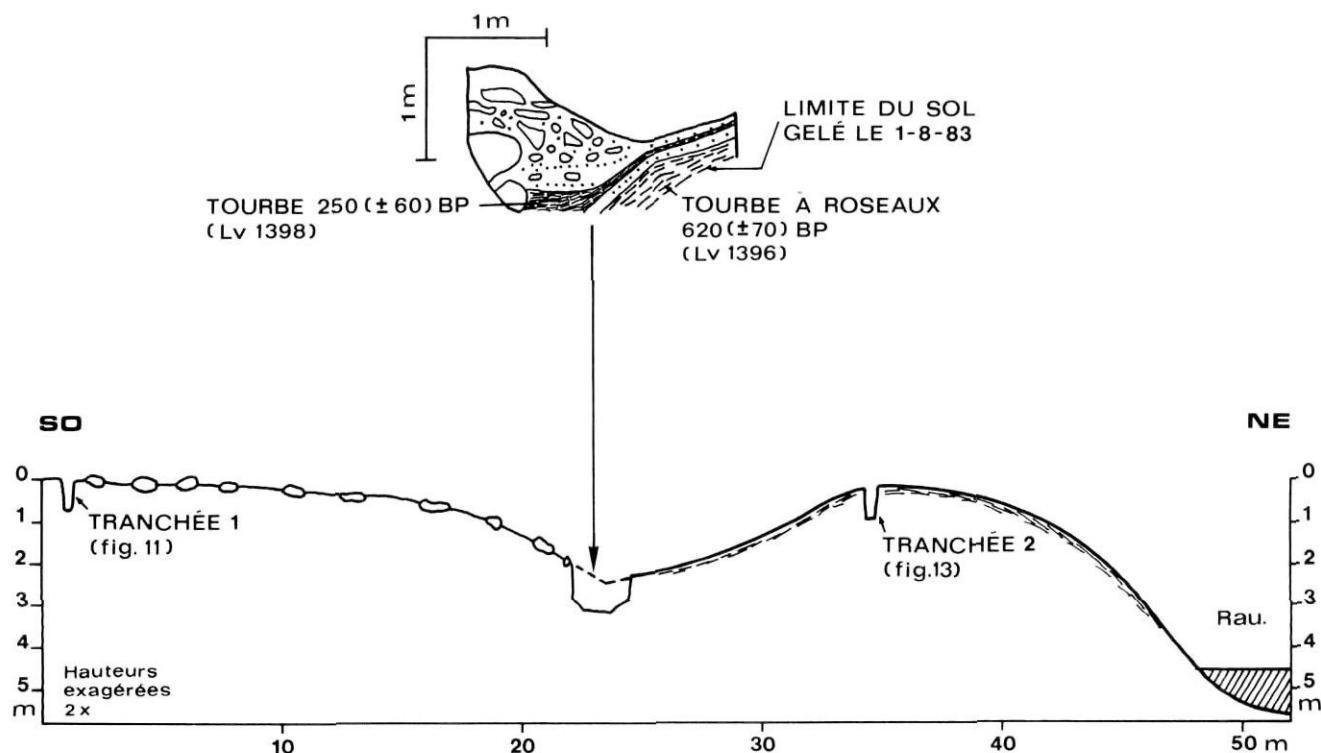


FIGURE 14. Coupe transversale au travers de la palse minérale et de la palse organique où ont été réalisées les tranchées b et a localisées sur la figure 9.

Cross-section at junction of the mineral palsa and the organic palsa where trenches b and a were made (see Fig. 9).

de glace intersticielle, et subsiste sous forme d'un rempart arqué.

La dégradation affecte beaucoup moins la palse organique. C'est ici que l'on perçoit le rôle de la tourbe. Elle joue son rôle d'écran protecteur vis-à-vis des chaleurs estivales. Ce que démontrent bien les excavations: partout la profondeur du sol gelé est proportionnelle à l'épaisseur des couches organiques supérieures.

LE CONTRÔLE PALÉOCLIMATIQUE DES PALSES ÉTUDIÉES

La croissance de la palse organique se situe un peu après 620 ans BP. Vers cette date, la tourbe minérotrophe cesse de se former, sans doute parce qu'elle est soulevée par l'apparition de la butte.

Sur la côte est de la baie d'Ungava, d'autres palse organiques, apparues dans des fens, sont datées de 580 ± 75 BP à Port-Burwell (SAVOIE et GANGLOFF, 1980), plus récentes que 700 BP et environ 410 ± 60 ans BP (MATHIEU, 1984) dans la vallée inférieure du Koroc. Ces dates convergentes indiquent qu'après 600 ans BP, cette région a connu une période climatique favorable à l'apparition des palse. Nous savons par ailleurs que cette période correspond au Petit Âge glaciaire. Nous sommes en présence d'une forte présomption en faveur d'une signification paléoclimatique des palse de la côte est d'Ungava.

Présomption renforcée par l'évolution récente: au cours des 35 dernières années, les fonds de lacs thermokarstiques présentent des signes de soulèvement cryogène de 1 m à 1,70 m. Cette période correspond à une baisse des températures moyennes annuelles de 2°C.

La dégradation des palse n'exige pas nécessairement un réchauffement climatique. Elle peut se produire sans élévation de la température moyenne par suite de l'apparition d'un étang au voisinage immédiat d'une palse. Cette nappe d'eau, en réchauffant le sol voisin, détermine la fusion latérale des palse voisines. C'est effectivement ce qui se produit pour les deux formes que nous avons excavées.

Mais les traces indiscutables de fusion du sommet du pergélisol que nous avons reconnues dans la coupe réalisée dans la palse minérale (fig. 11) ne sont sans doute pas en relation avec cette action thermokarstique. Il est possible que ce phénomène de fusion, comme la descente du matériel de la palse minérale sur de la tourbe apparue il y a environ 250 ans, témoigne de l'amélioration climatique qui se serait produite un peu avant 1800 ap. J.-C. selon CROPPER et FRITTS (1981).

LES BOURRELETS SUBSISTANT AUTOUR DES PALSES MINÉRALES EN FUSION

Les palse minérales actuellement en fusion sont très souvent entourées d'un bourrelet qui témoigne d'un développement autrefois plus important des buttes (fig. 15). Un bon exemple nous en est donné par la section reproduite dans le coin supérieur gauche de la figure 11. Cet exemple est particulièrement démonstratif étant donné que le rempart qui subsiste est ici situé entre deux plans d'eau qui ont dû



FIGURE 15. Les flèches indiquent les bourrelets subsistant après la fusion partielle des palse.

Arrows point to the remaining ridges of the partially melted palsas.

déterminer en cet endroit la fusion de toute la glace qui existait en profondeur.

Ces bourrelets sont formés par deux processus distincts. Le premier est démontré sur la figure 14; il consiste en la descente sur la paroi de la butte, par des processus de transport en masse, des matériaux soulevés. Le second n'a pu être mis en évidence qu'indirectement par le fait que dans plusieurs remparts la stratification épouse approximativement la pente de la butte. Dans ces circonstances, il est évident que ce n'est pas la descente en masse des matériaux qui est responsable du relief. Par comparaison avec les structures des formes fossiles étudiées en Belgique (PISSART et JUVIGNÉ, 1980), nous pensons que le bourrelet résulte alors d'un mouvement de poussée latérale développé au moment de la croissance de la butte et suivi d'une descente verticale au moment de la fusion. C'est donc en profondeur que le bourrelet a ainsi pris naissance.

L'émergence de rides plus ou moins circulaires au fond des lacs thermokarstiques (fig. 7 et 8) s'explique de la même manière. Ce sont les rides apparues en bordure des anciennes palse qui émergent les premières et se gonflent par apparition de glace de ségrégation.

La formation de tels remparts autour de buttes en fusion est d'autre part clairement démontrée par les figures 7 et 8 publiées par SEGUIN et ALLARD (1984). Leur figure 8 atteste, en outre, qu'il peut arriver que la fusion de palse se produise depuis le sommet des buttes cryogènes, phénomène souligné par MACKAY (1978) comme une des caractéristiques des pingos.

Cette démonstration est de la première importance pour interpréter les formes fossiles comme celles que l'un de nous a décrit au Pays de Galles (PISSART, 1963) et sur le plateau des Hautes-Fagnes en Belgique. En cet endroit, et sur des matériaux argileux comprenant aussi principalement de l'illite (BASTIN *et al.*, 1974), des dépressions souvent circulaires et entourées d'un rempart marqué résultent de la croissance au cours du dernier Dryas de buttes cryogènes. D'abord interprétées comme des formes dues à de la glace d'injection,

il est devenu évident, par la suite, qu'il s'agissait de paises minérales (PISSART, 1974). Des formes identiques, laissant après leur fusion un bourrelet latéral, ont été très rarement signalées jusqu'à présent dans un milieu périglaciaire actuel. Nos observations fournissent ainsi des éléments de comparaison précieux, permettant de mieux définir les conditions climatiques qui ont existé au dernier Dryas lorsque les paises du plateau des Hautes-Fagnes ont grandi.

REMERCIEMENTS

La présente recherche a bénéficié de l'aide des fonds F.C.A.C., du ministère des Affaires indiennes et du Nord du gouvernement du Canada et de la Coopération scientifique internationale dans le cadre des accords belgo-québécois. Nous remercions vivement ces organismes pour les subsides qu'ils nous ont accordés. Messieurs Claude Lapierre, Robert Brunet et mademoiselle Odette Dubuc ont résolu les questions matérielles, nous ont accompagné sur le terrain et nous ont aidé généreusement à dégager les coupes décrites dans ce travail. Sans eux, ce travail n'aurait pas été possible. Nous leur en sommes très reconnaissants.

RÉFÉRENCES

- ÅHMAN, R. (1977): Palsar i Nordnorge, *Meddelanden from Lunds Universitets, Geografiska Institution*, 78, 165 p.
- BASTIN, B., JUVIGNÉ, E., PISSART, A. et THOREZ, J. (1974): Étude d'une coupe dégagée à travers un rempart d'une cicatrice de pingo de la Brackvenn, *Annales de la Société géologique de Belgique*, 97, p. 341-358.
- BROWN, R.J.E. (1979): Permafrost distribution in the southern part of the discontinuous zone in Québec and Labrador, *Géographie physique et Quaternaire*, 33 (3-4), p. 279-289.
- CROPPER, J.P. et FRITTS, H.C. (1981): Tree-ring width chronologies from the North American Arctic, *Arctic and Alpine Research*, 13, p. 245-260.
- DIONNE, J.-C. (1978): Formes et phénomènes périglaciaires en Jamésie, Québec subarctique, *Géographie physique et Quaternaire*, 32 (3), p. 187-244.
- (1984): Paises et limite méridionale du pergélisol dans l'hémisphère nord: le cas de Blanc Sablon, Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, 38(2), p. 165-184.
- EVSEEV, V.P. (1973): Monticules de boursofflement de migration *Actes de la 2^e conférence internationale sur le Permafrost*, Yakutsk, 2, p. 98-102.
- GANGLOFF, P. et PISSART, A. (1983): Évolution géomorphologique et paises minérales près de Kuujuaq (Fort Chimo, Québec), *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 19, p. 119-132.
- GEWELT, M. (1983): Datation ¹⁴C de coquilles marines prélevées près de Kuujuaq (Fort Chimo, Québec), *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 19, p. 133-137.
- GRAY, J.T., PILON, J. et POITEVIN, J. (1979): Le pergélisol et la couche active dans la toundra forestière au sud de la baie aux Feuilles, Nouveau Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, 33 (3-4), p. 253-264.
- HILLAIRE-MARCEL, C. et OCCHIETTI, S. (1980): Chronology, paleogeography and paleoclimatic significance of the late and post-glacial events in eastern Canada, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 24(4), p. 373-392.
- KLEIN, J., CLERMAN, J., DAMON, P.E. et RALPH, E.K. (1982): Calibration of radiocarbon dates: Tables based on the consensus data of the workshop on calibrating the radiocarbon time scale, *Radiocarbon*, 21(2): 103-150.
- LAGAREC, D. (1976): Étude géomorphologique de paises dans la région de Fort Chimo, Nouveau Québec, Canada, *Cahiers géologiques*, 92, p. 153-163.
- (1982): Cryogenic mounds as indicators of permafrost conditions, northern Québec, in *Proceedings Fourth Canadian Permafrost Conference, The Roger J.E. Brown Memorial Volume*, Ottawa, National Research Council of Canada, p. 43-48, 10 fig.
- MACKAY, J.R. (1974): Reticulate ice veins in permafrost, northern Canada, *Canadian Geotechnical Journal*, 11(2), p. 230-237.
- (1978): Contemporary pingos: a discussion, *Biuletyn Peryglacjalny*, 27, p. 133-154.
- MATHIEU, C. (1984): *Morphogenèse des dunes et des paises de la basse vallée du Koroc (Nouveau Québec)*, Mémoire de Maîtrise en Sciences, Département de géographie, Univ. de Montréal, 209 p. (inédit).
- PAYETTE, S., SAMSON, H. et LAGAREC, D. (1976): The evolution of permafrost in the taiga and in the forest tundra, western Quebec. Labrador Peninsula, *Canadian Journal of Forest Research*, 6(2), p. 203-222.
- PAYETTE, S. et SEGUIN, M.K. (1979): Les buttes minérales cryogènes dans les basses terres de la rivière aux Feuilles, Nouveau-Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, 33 (3-4), p. 339-357.
- PISSART, A. (1956): L'origine périglaciaire des viviers des Hautes Fagnes, *Annales de la Société géologique de Belgique*, 79, p. 119-131.
- (1963): Les traces de pingos du Pays de Galles (Grande-Bretagne) et du plateau des Hautes Fagnes (Belgique), *Zeitschrift für Geomorphologie*, 7, p. 147-165.
- (1974): Les viviers des Hautes Fagnes sont des traces de buttes périglaciaires. Mais s'agissait-il réellement de pingos?, *Annales de la Société géologique de Belgique*, 97, p. 359-381.
- (1983): Pingos et paises: un essai de synthèse des connaissances actuelles, in *Mesoformen des Reliefs im Heutigen Periglazialraum*, H. Poser et E. Schunke, édit., *Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen. Mathematisch-Physikalische Klasse, Dritte Folge*, 35, p. 48-69.
- PISSART, A. et JUVIGNÉ, É. (1980): Genèse et âge d'une trace de butte périglaciaire (pingo ou paise) de la Konnerzvenn (Hautes Fagnes, Belgique), *Annales de la Société géologique de Belgique*, 103, p. 73-86.
- SAVOIE, L. et GANGLOFF, P. (1980): Analyse pollinique d'une paise au site archéologique de Vieux-Port-Burwell (Killiniq), Territoire du Nord-Ouest, *Géographie physique et Quaternaire*, 34 (3), p. 301-320.
- SEGUIN, M.K. et ALLARD, M. (1984): Le pergélisol et les processus thermokarstiques de la région de la rivière Nastapoca, Nouveau Québec, *Géographie physique et Quaternaire*, 38 (1), p. 11-25.
- WRAMMER, P. (1967): Studier av Palsmyrar i Laivadalen, Lappland. *Meddelanden from Göteborg Universitets, Naturgeografiska Institutionem*, 86, p. 435-449.